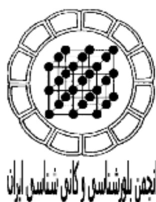
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۳۰۱ تا ۳۱۴



ویژگی‌های زمین‌ساختی ماگمایی گابروئیدهای افیولیتی جنوب ارزوئیه (جنوب بافت، استان کرمان) بر پایه شیمی کانی کلینوپیروکسن

سیما پیغمبری*

گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۱۹۳۹۵-۳۶۹۷، تهران

(دریافت مقاله: ۹۶/۴/۶، نسخه نهایی: ۹۶/۶/۱۲)

چکیده: سری‌های سنگی مافیک-فرامافیک لایه‌ای جنوب ارزوئیه واقع در جنوب بافت (استان کرمان) شامل سنگ‌های فرامافیک پلاژیوکلازدار (دربردارنده ترکیب مدال الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز)، الیوین گابرو (شامل پلاژیوکلاز، الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن)، و انواع گابرونوریت‌ها (دربردارنده ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز که در قسمت‌های تیره و روشن مقدار پلاژیوکلاز متفاوت است) است که بخش مافیک همبافت آمیزه رنگین ارزوئیه را تشکیل می‌دهند. تجزیه نقطه‌ای انجام شده بر روی کلینوپیروکسن موجود در این سنگ‌ها بیانگر وجود کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید با Mg# به نسبت بالا (۰٫۷۵-۰٫۸۸) است. محاسبات دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها کمینه دمای تبلور معادل ۷۸۳ تا ۹۷۵ ºC و فشار ۱٫۴ تا ۳٫۶ کیلوبار را نشان می‌دهد. از نظر زمین‌ساختی ماگمایی ترکیب گدازه تشکیل دهنده این کلینوپیروکسن‌ها، تولئیتی تا بونینیتی است که در یک محیط قوس شکل گرفته‌اند. بدین ترتیب می‌توان سری‌های سنگی فرامافیک و مافیک لایه‌ای ارزوئیه را بخشی از مجموعه‌های افیولیتی در نظر گرفت که در منطقه فرورانش واقع شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *زمین‌ساختی ماگمایی؛ شیمی کانی؛ کلینوپیروکسن؛ فرامافیک و مافیک لایه‌ای؛ افیولیت؛ ارزوئیه.*

مقدمه

در چند دهه اخیر، کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای و سنگ‌های مافیک موضوع بررسی‌های جزئی شیمیایی فاز متبلور بوده است [۱]. بررسی شیمی‌کانی کلینوپیروکسن نشان داده است که ویژگی‌های شیمیایی کانی کلینوپیروکسن به شرایط فیزیکوشیمیایی ذوب گوشته و تبلور ماگما حساس است [۱]. برخی از پژوهشگران تاثیر فشار بر رفتار شیمیایی کلینوپیروکسن را بررسی کرده‌اند [۳،۲]. پژوهشگران بسیاری بر وابستگی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن به ترکیب شیمیایی و طبیعت ماگمای سازنده تاکید کرده و از آن به عنوان نشانگر سری ماگمایی سنگ میزبان و تعیین موقعیت زمین‌ساختی‌ماگمایی استفاده کرده‌اند [۴-۶]. از آنجا که تنوع ترکیبی کانی کلینوپیروکسن با تغییرات ماگما در ارتباط بوده و شرایط فیزیکی بر ترکیب ماگما تأثیرگذار است، لذا ترکیب کلینوپیروکسن توسط فرایندهای جدایش کاتیونی و ساختار مذاب کنترل می‌شود [۷-۹]. پژوهش‌های بسیاری پیرامون شکل‌گیری ماگماهای تشکیل-دهنده گابروهای لایه‌ای وابسته به افیولیت براساس ترکیب کلینوپیروکسن در ایران مانند افیولیت‌های سبزوار صورت گرفته است [۱۰]. تا کنون مطالعات زیادی بر ژئوشیمی سنگ-های مافیک موجود در مجموعه‌های افیولیتی منطقه اسفندقه-حاجی آباد صورت گرفته ولی پیرامون ویژگی‌های شیمی کانی-ها بویژه کلینوپیروکسن از گابروهای لایه‌ای جنوب ارزوئیه واقع در جنوب بافت (استان کرمان) به عنوان بخشی از این مجموعه‌های افیولیتی منطقه اسفندقه-حاجی آباد اطلاعات چندانی در دست نیست. هدف از این پژوهش بررسی ترکیب

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۵۳۷۸۸۶، نمابر: ۰۸۱۳۴۵۰۰۹۱۰، پست الکترونیکی: peighambari@pnu.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]

کانی کلینوپیروکسن جهت دستیابی به شاخص سنگ‌زایی مطمئن برای شناسایی نوع ماگمای سازنده گابروهای افیولیتی جنوب ارزوئیه و محیط زمین‌دینامیکی مناسب آنهاست. تشخیص محیط زمین‌ساختی تشکیل گابروهای لایه‌ای منطقه می‌تواند به تعیین محیط تشکیل و جایگزینی این مجموعه افیولیتی کمک کند.

روش بررسی

پس از نمونه برداری از واحدهای مافیک-فرامافیک انباشتی منطقه، حدود ۴۰ نمونه برای بررسی‌های میکروسکوپی انتخاب شدند. پس از تهیه برش نازک و بررسی‌های میکروسکوپی، به منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها ۸ عدد از نمونه‌های با کمترین دگرسانی انتخاب و ریزپردازشگر الکترونی در بخش زمین‌شناسی دانشگاه مونستر آلمان توسط دستگاه ریزپردازشگر الکترونی مدل JEOL JXA 8900 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و جریان پرتو ۱۵ nA و قطر ۵mμ و همچنین در دانشگاه نیوبرنسویک کانادا با ریزپردازشگر الکترونی مدل JEOL JXA-733 با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵kVو جریان پرتو ۵۰ nA به تجزیه شدند.

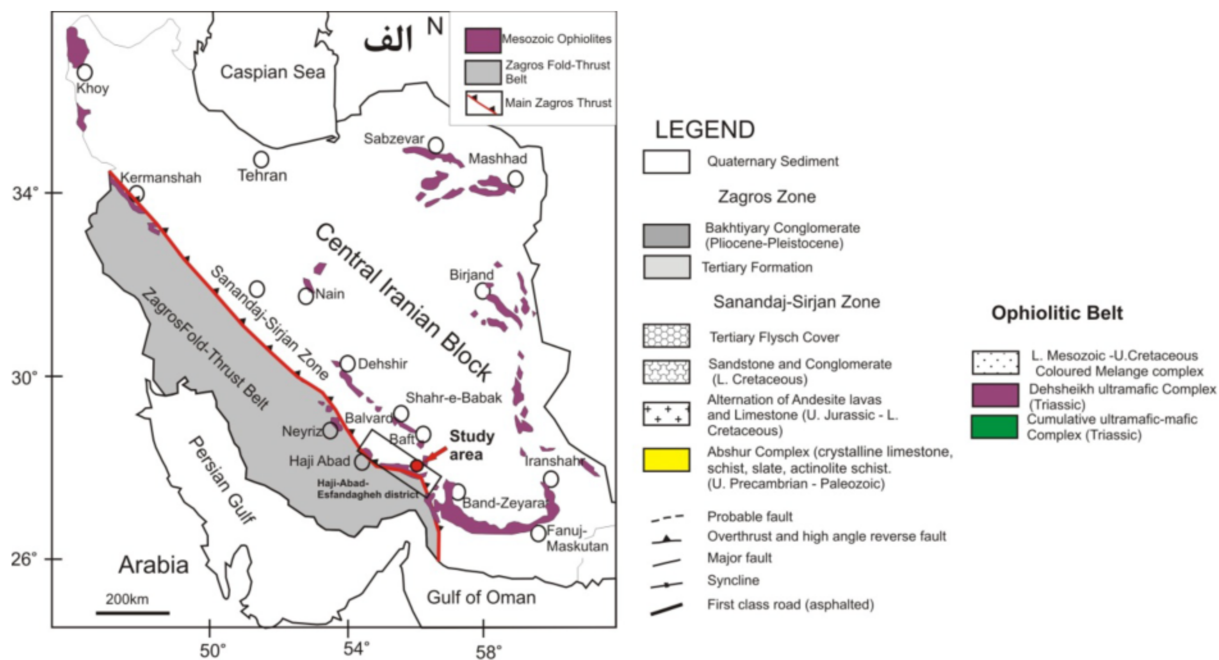
موقعیت زمین شناسی

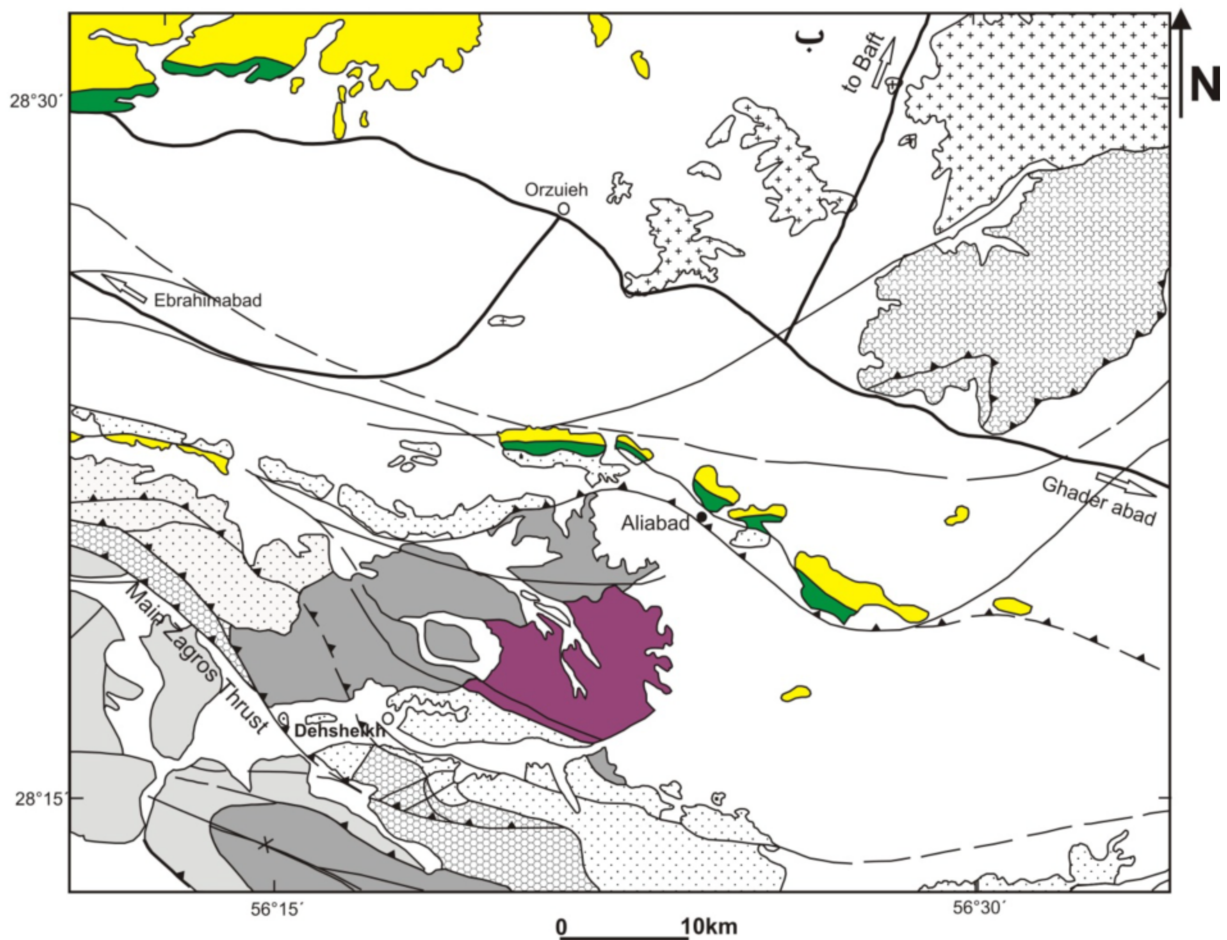
از مهمترین مجموعه‌های افیولیتی دنیا می‌توان به کمربند افیولیتی مربوط به کرتاسه بالایی زاگرس-بیلیتیس با طول بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر اشاره کرد که نماینده سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس است که از کوهستان ترودوس[1] در قبرس شروع و پس از گذشت از شرق مدیترانه و سوریه، وارد ایران و سپس عمان می‌شوند. افیولیت‌های کرتاسه بالایی خط درز زاگرس در اثر فرورانش قسمت شمالی اقیانوس نئوتتیس شکل گرفته‌اند و نشاندهنده سنگ‌کره جلوی قوس هستند [۱۱]. پهنه افیولیتی زاگرس از دو کمربند درونی (افیولیت‌های نائین-دهشیر-بافت) و بیرونی (کرمانشاه، نیریز و اسفندقه-حاجی آباد) تشکیل می‌شود. منطقه اسفندقه –حاجی آباد از نظر زمین‌ساختی پیچیده بوده و از چندین توده فرامافیک-مافیک تشکیل شده است. این منطقه از نظر زمین‌دینامیکی حد فاصل پهنه‌های بیرونی و درونی زاگرس محسوب می‌شود، بطوریکه شاید بتوان توده‌های افیولیتی مورد نظر را بخشی از هر دو کمربند افیولیتی در نظر گرفت. شکل ۱ الف، موقعیت منطقه مورد بررسی را نسبت به پهنه‌های ساختاری همسایه نشان می‌دهد.

به طور کلی مجموعه‌های افیولیتی منطقه اسفندقه-حاجی آباد شامل توده‌های فرامافیکی چون سیخوران [۱۲]، آب بید [۱۳] و ده‌شیخ [۱۴] می‌شوند که توسط آمیزه در برگرفته شده‌اند. در بعضی مناطق، همراه با این توده‌های فرامافیک، رخنمون‌های کوچک تا متوسطی از گابروهای لایه‌ای تا همسانگرد دیده می‌شوند (شکل ۱ ب). در جنوب شهرستان ارزوئیه و همچنین در قسمت شمال شرقی توده فرامافیک ده شیخ، در همسایگی و زیر اکتینولیت شیست‌ها، آهک‌های سفید و مرمرهای پهنه سنندج-سیرجان، گابروهای لایه‌ای رخنمون دارد که از سمت جنوب با مرز گسله به سنگ‌های فرامافیک متصل است [۱۴] (شکل ۲ الف) و می‌توان آنها را قسمتی از واحد سنگ‌شناسی آمیزه افیولیتی در نظر گرفت. در پهنه گسله، قطعه‌های شکسته و شکفته بلورهایی از سنگ‌های فرامافیک دیده می‌شود. لایه‌بندی موجود در گابروها بسیار مشخص و متناوب است، به طوریکه تغییر در مقدار فازهای کانیایی، باعث ایجاد این لایه بندی شده است (شکل ۲ ب). در بخش‌های پائینی و در نزدیکی مرز سنگ‌های فرامافیک، لرزولیت پلاژیوکلازدار، گابروهای لایه‌ای از نوع الیوین گابرو و گابرونوریت با رنگ کاملا تیره با مقدار بسیار کم کانی‌های روشن پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. از پائین به سمت بخش‌های بالایی، مقدار کانی‌های تیره بویژه الیوین کاهش و مقدار پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد، به طوری که رنگ گابروها روشن‌تر می‌شود. ضخامت لایه‌های روشن و تیره نیز با دور شدن از مرز سنگ‌های فرامافیک تغییر می‌کند، به طوری که ضخامت لایه-های روشن افزایش می‌یابد. در قسمت‌های بالایی بخش گابروها، لایه‌های تیره نازک‌تر شده و به لوکوگابروها یا آنورتوزیت تبدیل می‌شوند و کانی‌های مافیک موجود در لایه-های تیره را بیشتر آمفیبول و کمتر پیروکسن تشکیل داده است. بررسی‌های صحرایی دقیق‌تر نشان می‌دهد که تغییر مرزهای این گابروها و ایجاد لایه‌بندی در بخش‌های زیرین، به دلیل تغییر در مقدار الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز و در لایه-های بالایی به دلیل تغییر در مقدار پیروکسن و پلاژیوکلاز است، بطوری که لایه‌های روشن بیشتر دربردارنده پلاژیوکلاز و لایه‌های تیره بیشتر شامل پیروکسن هستند.

1- Troodos

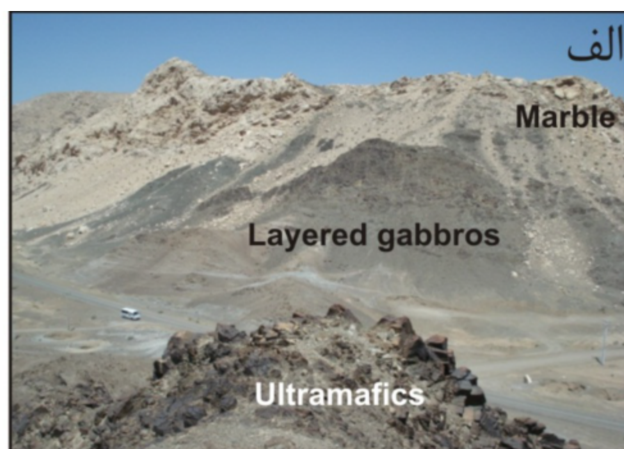
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]





شکل ۱ الف- موقعیت منطقه نسبت به پهنه‌های ساختاری ایران، ب- نقشه زمین شناسی جنوب ارزوئیه برگرفته از مرجع [۱۵] با اندکی تغییر.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]





شکل ۲ رخنمون گابروهای لایه‌ای. الف- در مرز جنوبی، فرامافیک‌ها و در قسمت بالای گابروها مرمر رخنمون دارد، ب- لایه‌بندی تناوبی در گابروهای لایه‌ای.

ویژگی‌های سنگ نگاری

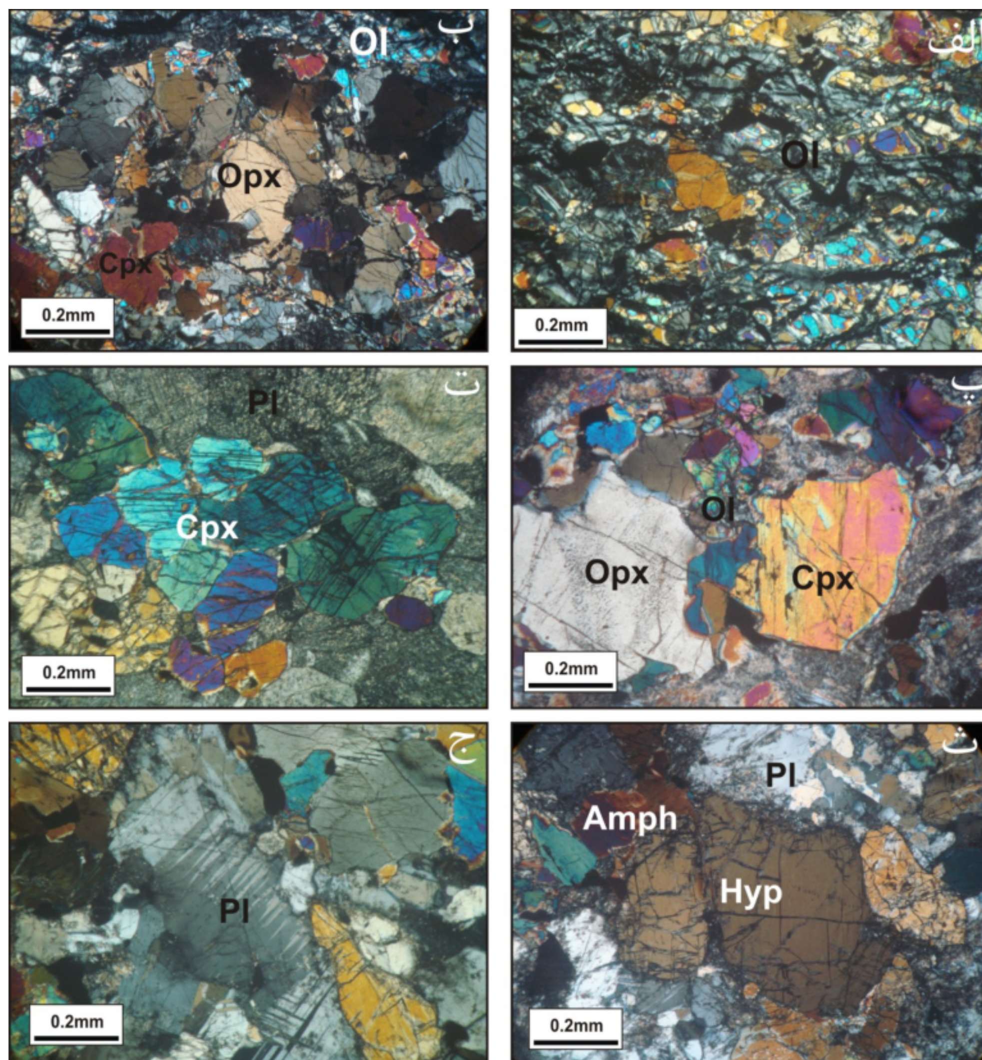
لرزولیت پلاژیوکلازدار

لرزولیت پلاژیوکلازدار بلافاصله پس از پهنه گسله‌ای قرار دارند و آنها را از سنگ‌های فرامافیک اصلی جدا می‌کنند. این سنگ-ها، بیشتر سنگ‌های غنی از الیوین و پیروکسنی هستند که مقداری پلاژیوکلاز دارند. بافت اولیه آنها به دلیل عملکرد نیروهای برشی و نزدیکی به گسل اصلی به شدت خرد شده و میلونیتی شده است (شکل ۳ الف). بنابر فراوانی و ترکیب مودال کانی‌های موجود، الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز فازهای انباشتی را ساخته‌اند (شکل ۳ ب). ترکیب مدال این سنگ‌ها، شامل ۶۵ درصد الیوین، ۱۰ درصد کلینوپیروکسن، ۱۵ درصد ارتوپیروکسن، ۸ درصد پلاژیوکلاز و ۱ تا ۲ درصد کانی‌های تیره است. در این سنگ‌ها، الیوین در حال سرپانتینی شدن است و در انواع سالم تا کاملا دگرسان دیده می‌شود. پلاژیوکلازها اغلب بصورت بلورهای نسبتاً درشتی هستند که بصورت بین دانه‌ای هستند و در اثر نیروهای برشی کشیده شده‌اند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها در حال تبدیل به سوسوریت و کانی‌های رسی هستند. کانی‌های تیره اکسید آهن نیز در پهنه‌های برشی طی فرایندهای دگرسانی توسعه یافته‌اند. در ادامه از این سنگ‌ها به عنوان فرامافیک‌های لایه‌ای نام برده می‌شود.

الیوین گابروها

الیوین گابروها به صورت تناوب لایه‌های تیره و روشن با پلاژیوکلاز فراوان حضور دارند. در این سنگ‌ها ۶۵ درصد پلاژیوکلاز، ۱۳ درصد کلینوپیروکسن، ۱۵ درصد الیوین، ۶ درصد ارتوپیروکسن و ۱ درصد کانی‌های تیره وجود دارند. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها فاز اصلی انباشتی را تشکیل داده و دارای بافت دانه‌ای است (شکل ۳ ب). در آنها، شواهد دگرشکلی چون ماکل‌های دگرشکلی (ماکل‌هایی که مثلثی شکل هستند و سراسر بلور را قطع نمی‌کنند) وجود دارد. مرز دانه‌های پلاژیوکلاز مستقیم بوده و بیشتر آنها در حال دگرسانی سوسورتی هستند. کلینوپیروکسن‌ها نیز بصورت فاز انباشتی حضور داشته و تا ۳ میلی متر قطر دارند (شکل‌های ۳ پ و ت). کانی‌های کلینوپیروکسن مرزهای صاف تا منحنی دارند و گاهی مرز اتصال سه گانه از خود نشان می‌دهند. در بعضی از بلورهای کلینوپیروکسن تیغه‌های جدایشی ارتوپیروکسن، در امتداد رخ-ها دیده می‌شود. آمفیبول بصورت کانی ثانویه در امتداد رخ‌ها یا در کناره کلینوپیروکسن توسعه یافته است. الیوین بصورت بلورهای ریزدانه در کنار کانی کلینوپیروکسن دیده می‌شود (شکل‌های ۳ پ و ت). دانه‌های الیوین از ۰٫۲ تا ۳ میلی‌متر قطر دارند، اغلب در حال دگرسانی هستند و اکسیدهای آهن در امتداد شکستگی‌های آنها دیده می‌شود. ارتوپیروکسن تا ۶ درصد سنگ را تشکیل داده است و بصورت شکل‌دار و فاز انباشتی وجود دارد و شواهد دگرشکلی چون خاموشی موجی و خمیدگی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۳ پ). کانی‌های تیره شامل اسپینل کروم‌دار تا ۱ درصد در این سنگ‌ها حضور دارند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]



شکل ۳ الف- فراوانی کانی الیوین برشی شده و ب-بلورهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در فرامافیک‌های لایه‌ای (لرزولیت پلاژیوکلازدار)، پ- کانی‌های پیروکسن و الیوین با بافت‌های انباشتی به همراه پلاژیوکلاز سوسوریتی شده، ت- بلورهای کلینوپیروکسن به همراه پلاژیوکلاز با بافت انباشتی در الیوین گابروها، ث- بلورهای هیپرستن، آمفیبول و پلاژیوکلاز انباشتی و ج- بلورهای پلاژیوکلاز با بافت انباشتی بین دانه‌هایی از پیروکسن در گابرونوریت‌ها. گفتنی است که همه عکس‌ها در نور قطبیده متقاطع تهیه شده‌اند.

گابرونوریت‌ها

گابرونوریت‌ها در صحرا، لایه‌بندی فازی مشخصی را نشان می‌دهند و کانی‌های تیره و روشن از یکدیگر جدا شده‌اند. این سنگ‌ها زیر میکروسکوپ به صورت لایه‌های تیره (متشکل از کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، آمفیبول و کمی پلاژیوکلاز) و روشن (غنی از پلاژیوکلاز و کمی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن) دیده می‌شود ضخامت لایه‌ها از یک تا ۲۰ سانتی متر در تغییر است.. بافت اغلب آنها انباشتی است، کانی‌ها بیشتر در حال تعادل با یکدیگر هستند و مرزهای مستقیمی دارند. در لایه‌های تیره، ترکیب مدال سنگ‌ها شامل ۴۸٪ کلینوپیروکسن، ۳۰٪ ارتوپیروکسن، ۱۵٪ پلاژیوکلاز، ۵٪ آمفیبول و ۲٪ کانی‌های تیره است. در این بخش‌ها، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، آمفیبول (شکل ۳ ث) و پلاژیوکلاز فاز انباشتی را تشکیل می‌دهند. ارتوپیروکسن با چندرنگی صورتی کمرنگ تا پر رنگ بصورت خودشکل تا نیمه شکل‌دار بوده و بیشتر در امتداد رخها و کناره بلور در حال تبدیل به کلریت است. کلینوپیروکسن‌ها اغلب در امتداد شکستگی‌ها و کناره‌ها، در حال تبدیل به آمفیبول هستند. پلاژیوکلاز در این پهنه‌ها بافت دانه‌ای دارد و شواهد دگرشکلی چون ماکل‌های مثلثی و بازتبلور دینامیکی را نشان می‌دهد.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]

بخش‌های روشن شامل بیش از ۹۰ درصد پلاژیوکلاز و ۸٪ کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن هستند و آنورتوزیت نامیده می-شوند. در این قسمت‌ها، پلاژیوکلاز فاز انباشتی را ساخته است (شکل ۳ ج). پلاژیوکلاز در این سنگ به طور کامل تغییر شکل یافته‌اند و ماکل‌های دگرشکلی یا مثلثی را از خود نشان می-دهند. هیپرستن وکلینوپیروکسن از کانی‌های مافیک موجود در این لایه‌های روشن، هستند که بین دانه‌های درشت پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۳ ج).

به نظر می‌رسد که جدایش مذاب تشکیل‌دهنده گابروها در مراحل مختلف، سبب این لایه‌بندی شده است. به طوری که در مراحل اولیه الیوین + ارتوپیروکسن + کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز متبلور شده و لرزولیت‌های پلاژیوکلازدار را شکل داده است. در مراحل بعدی به صورت متناوب و همراه با تغییر شرایط، تبلور، پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن + ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز + الیوین + کلینوپیروکسن + ارتوپیروکسن سبب ایجاد لایه‌های متناوب گابروهای مختلف و الیوین گابروها شده‌اند. به نظر می‌رسد که اکسیدهای آهن و تیتان و همچنین سولفیدها، بین دانه‌ها را پر کرده‌اند و آخرین فاز تبلور یافته را نشان می‌دهند.

شیمی کانی

شیمی کانی کلینوپیروکسن

نتایج تجزیه شیمیایی ریزپردارش الکترونی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های فرامافیک و گابروهای لایه‌ای مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده‌اند. مقدار اکسیدهای CaO و Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مافیک منطقه مورد بررسی به ترتیب از ۱۹٫۴۹ تا ۲۴٫۱۷ و ۲٫۱۵ تا ۴٫۵۸ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقدار Na_2O در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی پائین بوده بطوری که از ۰٫۲۶ تا ۰٫۵۴ درصد وزنی متغیر است. بارزترین ویژگی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک و مافیک لایه‌ای منطقه بالا بودن مقدار Mg# است که به ترتیب از ۰٫۸۳ تا ۰٫۸۸ و ۰٫۷۵ تا ۰٫۷۹ تغییر می‌کند، در حالی که کلینوپیروکسن‌های موجود شامل مقدار کمی TiO_2 (۰٫۱۴-۰٫۶۴) هستند. مقدار Al^{IV} و Al^{VI} در این کانی به ترتیب از ۰٫۰۶ تا ۰٫۱۴ و ۰٫۰۰۳ تا ۰٫۰۹۶ تغییر می‌کند. ترکیب اعضای انتهایی کلینوپیروکسن‌های این توده برابر با Wo44.40-51.54 ،En39.70-50.58 و Fs3.34-13.09 است که بیشتر به دیوپسید تا اوژیت محدود می‌شود (شکل ۴ الف). همچنین در نمودار Q-J [۱۹]، کلینوپیروکسن-های مورد بررسی گستره پیروکسن‌های کلسیم-آهن-منیزیم‌دار را نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). بررسی تغییرات عناصری مانند Ti، Na و Cr نسبت به Al نشاندهنده ماهیت آذرین برای بیشتر کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های فرامافیک و مافیک لایه‌ای ارزوئیه است، درحالی که تعداد اندکی از کلینوپیروکسن‌های موجود در فرامافیک‌های لایه‌ای در گستره با Al پائین‌تر قرار می‌گیرند (شکل ۵) [۱۶]. با توجه به نبود فاصله بین کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروها و فرامافیک لایه‌ای نمی-توان آن‌ها را از دو خاستگاه جدا گانه در نظر گرفت. در نمودارهای تغییر اکسید عناصر نسبت به Mg# ($Mg\#=Mg/(Mg+Fe^{2+})$)، اکسید عناصر اصلی با روند پیشرفت جدایش ماگمایی همخوانی دارند (شکل ۶). در این نمودارها، مقدار SiO_2، MgO، CaO و Cr_2O_3 با Mg# روند مثبت و TiO_2، Al_2O_3، FeO، MnO، Na_2O و K_2O با Mg# روند نزولی نشان می‌دهند. گفتنی است که سنگ‌های فرامافیک لایه‌ای Mg# بالاتری را از خود نشان می‌دهند. مقدار Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های مربوط به سنگ‌های فرامافیک لایه‌ای بالاتر بوده و با کاهش Mg# در کلینوپیروکسن‌های گابرویی روند کاهشی از خود نشان می‌دهند. این ویژگی می‌تواند به تهی بودن ماگمای مادر Cr مربوط باشد [۱۷]. روندی مشابه در سنگ‌های فرامافیک و گابروهای لایه‌ای افیولیت ترودوس [۱۸] در قبرس و خلیج جزایر[2] در نیوزلند نیز دیده شده است (شکل ۷ الف) [۱۹،۲۰]. در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های فرامافیک و گابروهای لایه‌ای منطقه مورد بررسی مشابه سایر توالی‌های لایه‌ای افیولیتی مانند ترودوس [۱۹] و خلیج جزایر [۲۰] مقدار TiO_2 با افزایش Mg# روند کاهشی نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). مقدار TiO_2 در کلینوپیروکسن به آهنگ سرد شدن و همچنین میزان تهی شدن گوشته خاستگاه و همچنین فعالیت Ti در مذاب مادر بستگی دارد [۱۸]. افزایش سرعت سرد شدن ماگما سبب افزایش ضریب توزیع Ti می‌شود [۲۱-۲۴]. به این ترتیب بنظر می‌رسد که مذاب مادر گابروهای افیولیتی جنوب

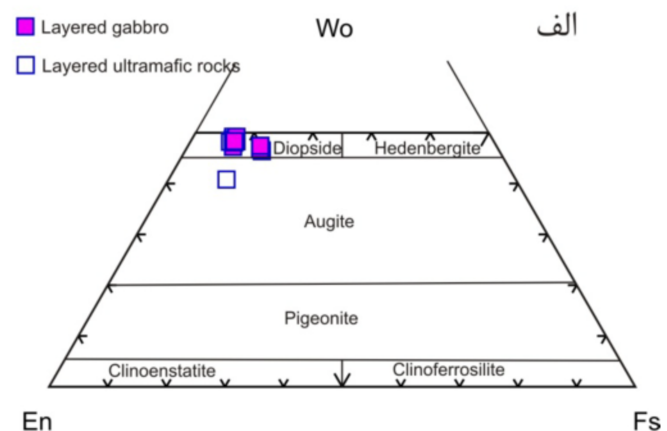
2- Bay of Island

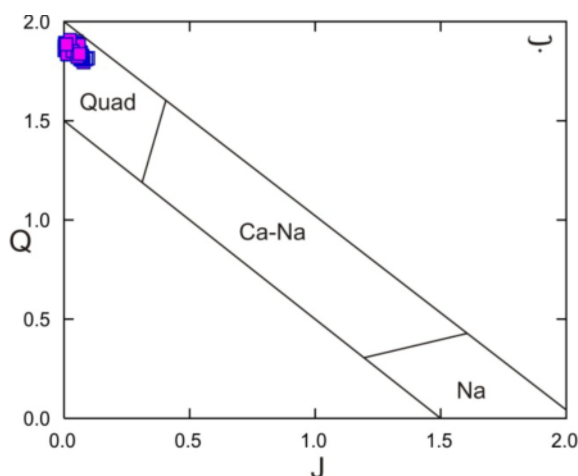
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]

ارزوئیه از Ti تهی بوده‌اند. نبود منطقه بندی در کلینوپیروکسن‌های منطقه بیانگر سرعت آهسته سرد شدن و تعادل دوباره در زیر خط انجماد است [۲۵]. این ویژگی‌ها تبلور در شرایط فشار بالا در پوسته اقیانوسی را تائید می‌کنند. چنان که در شکل ۶ مشخص است، مقدار Al_2O_3 با Mg# روند منفی نشان می‌دهد. مقدار Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد بررسی پائین است و بر اساس شکل ۷ پ در منطقه اسکارگاد قرار می‌گیرد که جزو کلینوپیروکسن‌های گستره‌های فشار پائین هستند [۲۷،۲۶]. مقدار Ti و Al درکلینوپیروکسن به میزان فعالیت سیلیس در سیالی که از آن متبلور شده‌اند بستگی دارد که به ترتیب در انواع ماگماهای تولئیتی، قلیایی و پرقلیایی افزایش می‌یابد [۲۹،۲۸].

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از کانی‌های کلینوپیروکسن مجموعه مافیک و فرامافیک لایه‌ای جنوب ارزوئیه.

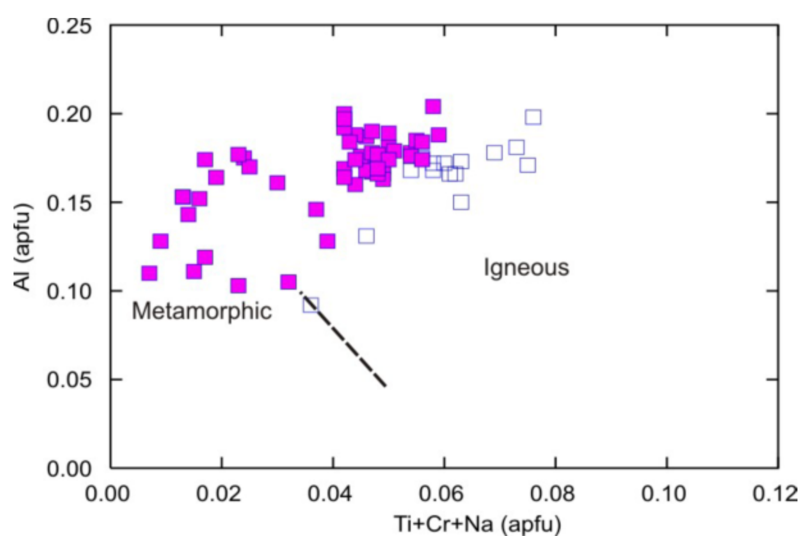
برچسب	DS25	DS25	DS25	DS25	DP25	DP25	Ds14	DS14	DS14
سنگ	فرامافیک لایه ای				گابرو لایه ای				
SiO_2	۵۲٫۷۶	۵۲٫۱۱	۵۱٫۶۵	۵۱٫۷۱	۵۰٫۳۶	۵۰٫۱۶	۵۰٫۶	۵۰٫۳۴	۵۰٫۵۳
TiO_2	۰٫۲۳	۰٫۳۱	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۵۸	۰٫۶۳	۰٫۵۷	۰٫۶۶	۰٫۵۹
Al_2O_3	۳٫۰۳	۳٫۳۹	۳٫۸۲	۴٫۰۵	۴٫۲۷	۴٫۶۷	۳٫۷۹	۴٫۲۸	۴٫۱۳
Cr_2O_3	۰٫۳۵	۰٫۳۹	۰٫۶۵	۰٫۵۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶
FeO	۴٫۲۳	۴٫۰۳	۴٫۳۷	۴٫۲۶	۷٫۳۵	۸٫۲۷	۷٫۰۹	۷٫۴۸	۸٫۱۸
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۰
MgO	۱۵٫۹۷	۱۵٫۵۷	۱۵٫۳۱	۱۵٫۴۱	۱۳٫۹۵	۱۳٫۹۸	۱۳٫۹۳	۱۳٫۶۸	۱۴٫۲۷
CaO	۲۲٫۸۰	۲۲٫۸۵	۲۲٫۴۶	۲۲٫۹۴	۲۲٫۲۷	۲۰٫۹۸	۲۲٫۵۴	۲۱٫۸۸	۲۰٫۹۶
Na_2O	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۵۴	۰٫۴۳	۰٫۵۲	۰٫۴۳
NiO	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Total	۹۹٫۹۵	۰٫۰۴	۹۹٫۲۷	۹۹٫۸۶	۹۹٫۴۵	۹۹٫۵۲	۹۹٫۲۳	۹۹٫۱۱	۹۹٫۳۸
Al^{IV}	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲
Al^{VI}	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷
Wo	۴۷٫۱۸	۴۷٫۹۴	۴۷٫۶۱	۴۸٫۰۸	۴۶٫۹۶	۴۴٫۷۴	۴۷٫۵۰	۴۶٫۸۰	۴۶٫۷۸
En	۴۵٫۹۸	۴۵٫۴۵	۴۵٫۱۵	۴۴٫۹۴	۴۰٫۹۳	۴۱٫۴۹	۴۰٫۸۴	۴۰٫۷۱	۴۰٫۷۱
Fs	۶٫۸۳	۶٫۶۰	۷٫۲۳	۶٫۹۷	۱۲٫۱	۱۳٫۷۷	۱۱٫۶۶	۱۲٫۴۹	۱۲٫۴۹





شکل۴ موقعیت کلینوپیروکسن‌های گابروهای لایه‌ای جنوب ارزوئیه الـف- در نمـودار En-Fs-Wo [۱۶] و ب- در نمـودار J-Q [۱۶]. (J=2Na و $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$).

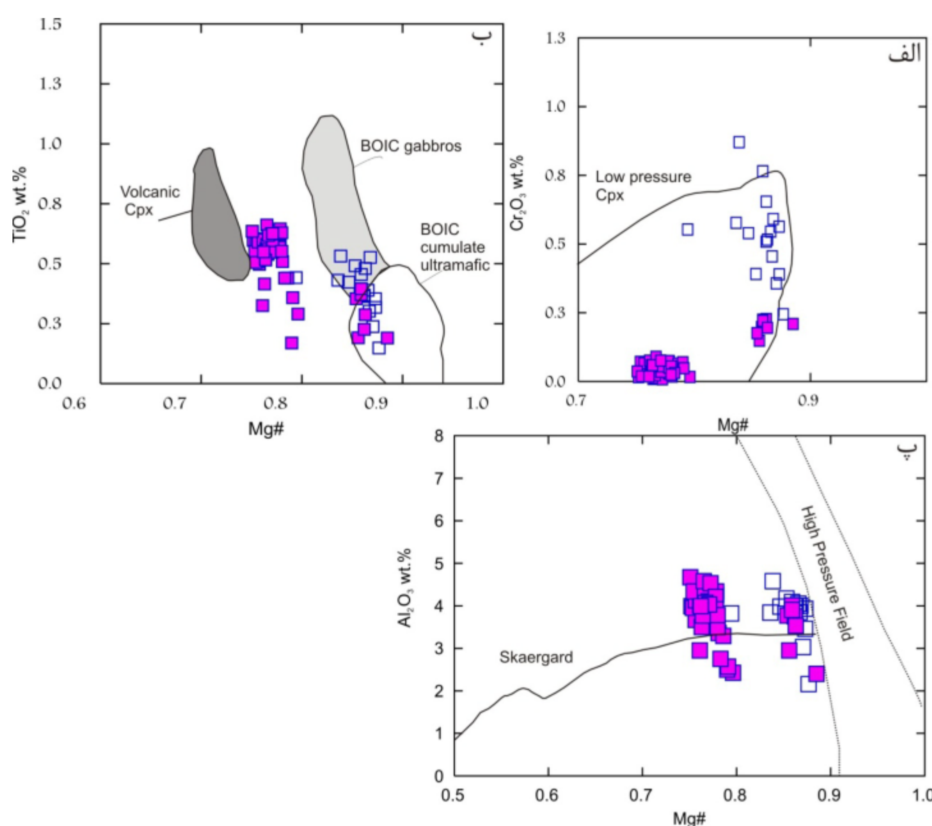
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]



شکل ۵ نمودار Ti+Cr+Na نسبت به Al [۱۷].

شکل ۶ نمودار تغییرات ترکیب کلینوپیروکسن نسبت به #Mg.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]



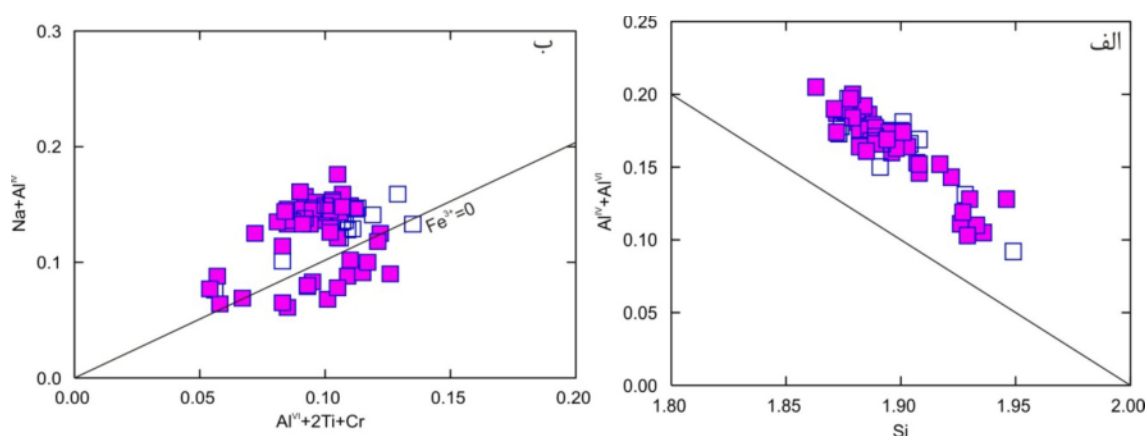
شکل ۷ نمودارهای الف) Cr_2O_3، ب) TiO_2 و پ) Al_2O_3 نسبت به #Mg. گستره‌های مربوط به شکل‌های الف و ب برگرفته از مرجع [۲۰] است. گستره فشارهای بالا برگرفته از [۲۶] و گستره اسکارگارد برگرفته از مرجع [۲۷] است.

در نمودار توزیع Al و Si، پیروکسن موجود در فرامافیک‌ها و گابروهای لایه‌ای مربوط به توده‌های جنوب ارزوئیه، بالای خط اشباع در جایگاه چاروجهی قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). بنابراین جایگاه چاروجهی کلینوپیروکسن‌ها بطور کامل توسط Si و بطور بخشی بوسیله Al (Al^{IV}) پر می‌شود و نمی‌تواند توسط کاتیون‌های سه ظرفیتی مانند Fe^{3+}، Ti و Cr اشغال شود. Al اضافی به همراه عناصر سه ظرفیتی نیز وارد ساختار هشت وجهی می‌شوند. بنابراین مقدار Fe^{3+} در کلینوپیروکسن‌ها تابعی از گریزندگی اکسیژن و مقدار Al در جایگاه چاروجهی و هشت‌وجهی است. در نمودار Al^{VI}+2Ti+Cr نسبت به $Na+Al^{IV}$ که خود تابعی از مقدار آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها است [۳۱،۳۰]، قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{3+}=0$ تاییدی بر بالا بودن گریزندگی اکسیژن است (شکل ۸ ب).

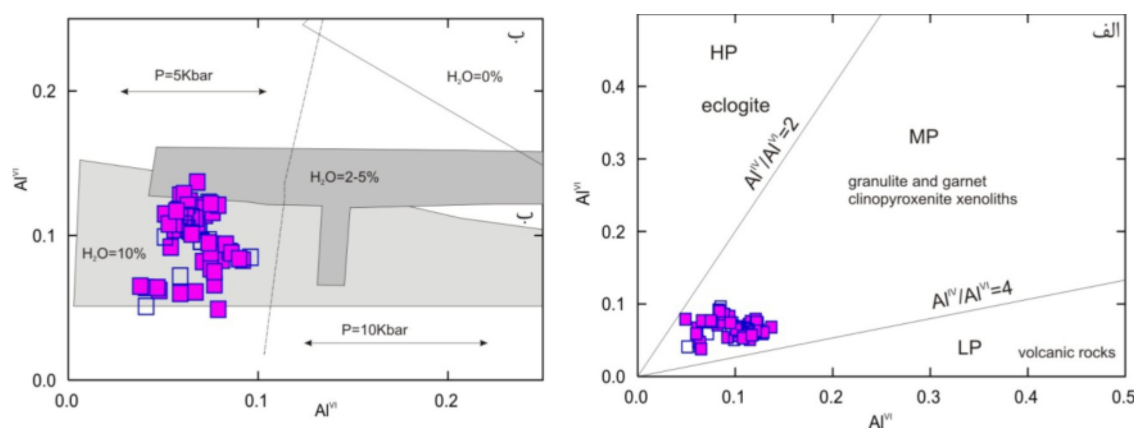
بحث

شیمی کانی‌های موجود در گابروهای لایه‌ای افیولیتی نقش مهمی در فهم و تعیین تاریخچه زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی دارد [۳۳،۳۲]. گابروئیدهای لایه‌ای مورد بررسی بخشی از توالی پوسته‌ای افیولیت‌های جنوب ارزوئیه را نشان می‌دهد. جهت تعیین شرایط تشکیل این گابروها از ترکیب Al^{VI} و Al^{IV} موجود در کلینوپیروکسن‌ها استفاده شد. چنانکه در بررسی‌های تجربی بازالت‌ها نشان داده شده است، ترکیب Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌های آذرین وابسته به فشار است [۳۴]. مقادیر کم Al^{VI} در دیوپسیدهای موجود در بازالت‌ها، با فشارهای پائین تبلور سازگار است. نسبت Al^{VI}/Al^{IV} در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بین ۰/۴۷ تا ۱/۲۶ متغیر است و در گستره کلینوپیروکسن‌های فشار متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف) [۳۵]. براساس نمودار توزیع آلومینیوم در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی (Al^{VI} نسبت به Al^{IV}) مقدار آب در ماگما هنگام تبلور متغیر و کمتر از حدود ۱۰٪ است و همچنین فشار محیط تبلور کمتر از ۵ کیلوبار بوده و نشان دهنده محیط‌های کم عمق پوسته‌ای است (شکل ۹ ب) [۳۶،۳۰].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]



شکل ۸ الف- پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Al نسبت به Si بالای خط اشباع جایگاه چاروجهی قرار می‌گیرند [۳۱]. ب- قرار گیری نمونه‌های بالای خط $Fe^{3+}=0$ در نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ نسبت به $Na+Al^{IV}$ گویای گریزندگی بالای اکسیژن است [۳۱].



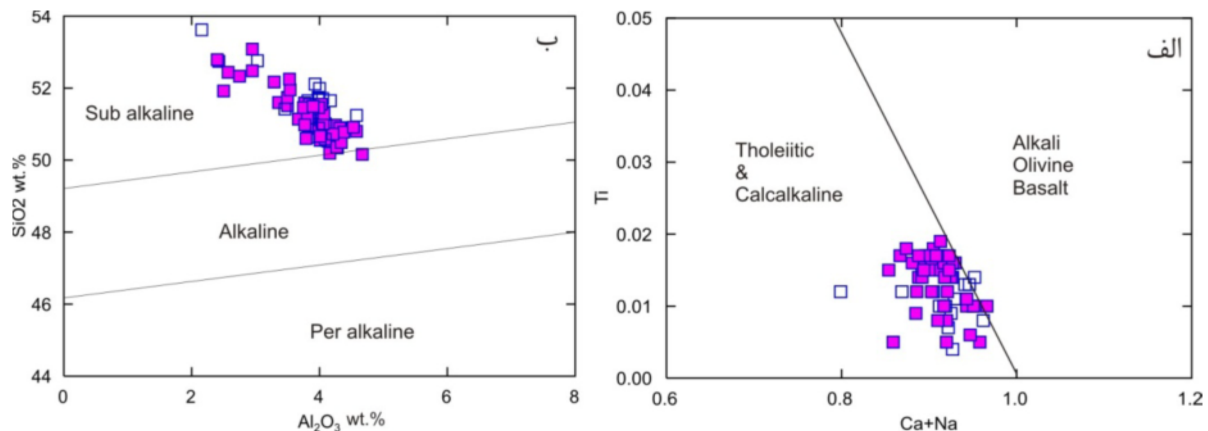
شکل۹ الف- نمودار تغییرات Al^{VI} نسبت به Al^{IV} برای برآورد فشار تشکیل کلینوپیروکسن [۳۴]. (HP= میدان فشار بالا، MP= میدان فشار متوسط و LP=میدان فشار پایین). ب-نمودار توزیع آلومینیوم در جایگاه چاروجهی و هشت وجهی، مقدار آب ماگما هنگام تبلور در حدود ۱۰٪ و فشار محیط تبلور کمتر از ۵ کیلوبار است [۳۷].

از نمودار Ca+Na نسبت به Ti برای تشخیص ماهیت ماگمای مادر بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن استفاده شد [۳۶]. در این نمودار، تقریباً همه کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره مذاب‌های تولئیتی و آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف). همچنین نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 نشانگر گستره نیمه‌قلیایی برای کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد بررسی است (شکل ۱۰ ب) [۲۶].

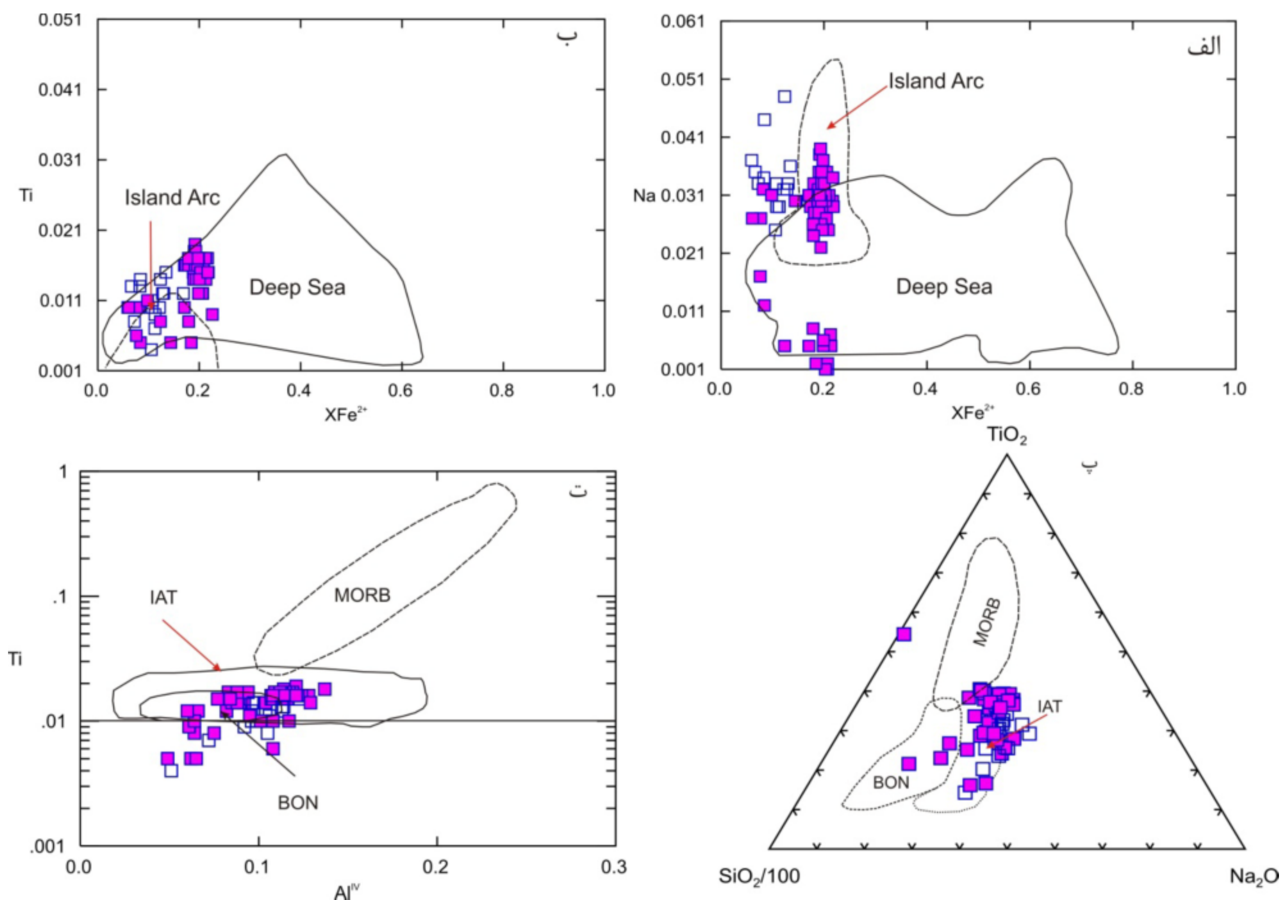
ترکیب شیمی کلینوپیروکسن‌های موجود همچنین برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل گابروئیدهای منطقه بررسی شد داده‌های کلینوپیروکسن گابروها و فرامافیک‌های لایه‌ای مورد بررسی در نمودارهای جدایش محیط زمین‌ساختی چون Na نسبت به X_{Fe} و Ti نسبت به X_{Fe2+} شرایط و محیط جزایر قوسی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۱ الف و ب) [۳۸]. نمودار سه گانه $SiO_2/100$-TiO_2-Na_2O و همچنین نمودارهای جدایش زمین‌ساختی Ti نسبت به Al^{IV} برای کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نشان‌دهنده مذاب تولئیتی وابسته به قوس هستند و بعبارتی محیط زمین‌ساختی قوس را نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۱ پ و ت) [۳۹].

برای تعیین دمای تبلور کانی کلینوپیروکسن تاکنون واسنجی‌های متعددی توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است. در این راستا برای تعیین دمای تشکیل مجموعه لایه‌ای ارزوئیه از واسنجی تک کانی کلینوپیروکسن [۴۰] استفاده شد. دماهای بدست آمده از این روش ۷۸۳ تا ۹۷۵ درجه سانتیگراد است. کاربرد دیگر روش‌ها از قبیل دماسنج ارتوپیروکسن-

کلینوپیروکسن [۴۱] دماهایی در حدود ۷۵۱ تا ۹۲۲ را بدست می‌دهد، در حالی که با کاربرد واسنجی مرجع [۴۲] دماهای ۸۳۲-۹۶۳ برای گابروهای منطقه بدست می‌آید. با توجه به شکل ۱۲ [۴۳]، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه در فشار ۵ کیلوبار گستره دمایی ۸۰۰ الی ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. بررسی‌های فشارسنجی بر جفت کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن با استفاده از واسنجی مرجع [۴۲] گستره فشاری ۱٫۴ تا ۳٫۶ کیلوبار را بدست می‌دهد.

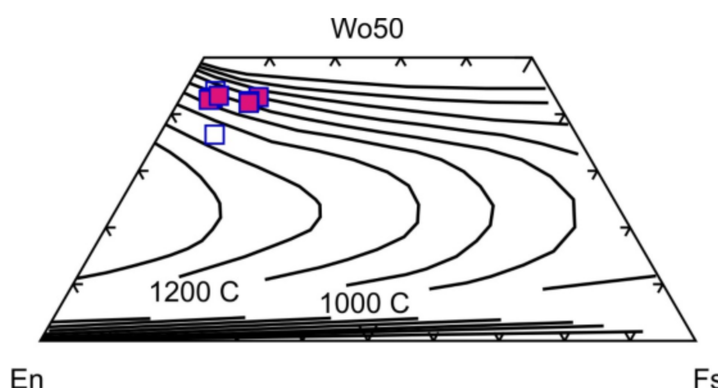


شکل ۱۰ نمودار تفکیک الف) Ti نسبت به Ca+Na [۳۶] و ب) SiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۸] برای کلینوپیروکسن های مورد بررسی.



شکل ۱۱ نمودارهای رده‌بندی زمین‌ساختی الف و ب- برگرفته از [۳۸]، پ و ت برگرفته از مرجع [۳۹] بـرای کلینوپیروکسـن‌هـای منطقـه مـورد بررسی.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]



شکل ۱۲ دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بر نمودار تقسیم‌بندی دمایی کلینوپیروکسن‌ها [۴۳].

برداشت

از آنجا که کانی کلینوپیروکسن نشانگر خاستگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های ماگمای اولیه و همچنین چگونه ذوب‌بخشی است، در این پژوهش از ترکیب شیمیایی این کانی استفاده شد. کلینوپیروکسن‌های این مجموعه گابروی لایه‌ای اغلب ترکیب دیوپسید دارند و در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار قرار می‌گیرند. کلینوپیروکسن‌های موجود مقدار پائین تیتان از خود نشان می‌دهند و ماهیت آذرین دارند. در این کانی‌ها، نسبت Al^{VI}/Al^{IV} متغیر بوده و در گستره کلینوپیروکسن‌های با فشار پائین تا متوسط قرار می‌گیرند. محاسبات زمین دما و فشار سنجی بیانگر دماهای ۷۸۳ تا ۹۷۵ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱٫۴ تا ۳٫۶ کیلوبار برای سنگ‌های لایه‌ای افیولیتی منطقه است. ویژگی‌های زمین‌ساختی ماگمایی مذاب مادر کلینوپیروکسن‌های منطقه نشانگر مذاب‌های تولئیتی تا بونینیتی وابسته به قوس است که تاکیدی بر تشکیل و جایگزینی افیولیت‌های منطقه در یک پهنه فورانش است.

مراجع

[1] Nimis P., *"A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 121 (1995) 115±125

[2] Dal Negro A., Carbonin S., Domenghetti C., Molin G.M., Cundari A., Piccirillo, E.M., *"Crystal chemistry and evolution of the clinopyroxene in a suite of high pressure ultramafic nodules from the Newer Volcanics of Victoria, Australia"*, Contribution to Mineralogy Petrology 86 (1984) 221-229.

[3] Cundari A., Dal Negro A., Piccirillo E.M., Della Giusta A., Secco L., *"Intracrystalline relationships in olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel from a suite of spinel lherzolite xenoliths from Mt. Noorat, Victoria, Australia"*, Contribution Mineralogy Petrology 94 (1986) 523-532.

[4] Le Bas M. J., *"The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage"*, American Journal of Science 260 (1962) 267-288.

[5] Letterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series"*, Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139–54.

[6] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator"*, Chemical Geology 77 (1989) 165-182.

[7] Nisbet E. G., Pearce J. A., *"Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 161-173.

[8] Sakhaii Z., Davoodian Dehkordi A. R., Shabniyan N., Paydari M., *"Approach on the characteristics of basic magma rocks sarkoobeh (north Khomein) by clinopyroxene mineral chemistry"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (2015) 533-544.

[9] Shabniyan N., Davoodian Dehkordi A. R., Soheilian F., *"Tectono-magmatic characteristics of Bagham pluton in southeastern Ardestan: Base on mineral chemistry of clinopyroxene and amphibole"* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 21 (2013) 471-486.

constraints for genesis of arc-related ophiolites". In: Malpas J, Moores E, Panayiotou A, Xenophontos C (eds) *"Ophiolites–oceanic crustal analogues"*, Proc Troodos Ophiolite Symposium 1987 (1990) 149–163

[20] Elthon D., Casey J.F., Komor S., *"Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite: evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts",* Journal of Geophysical Research 87(1982) 8717– 8734

[21] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks",* Contribution to Mineralalogy and Petrology 69 (1979) 33–47

[22] Coish R.A., Taylor L.A., *"The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP leg 34 basalt: a microprobe study",* Earth and Planetary Science Letters 42 (1979) 389–398

[23] Gamble R.P., Taylor L.A., *"Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate",* Earth and Planetary Science Letters 47 (1980) 21–33

[24] Elthon D., *"Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman rise spreading center",* Journal of Geophysical Research 92 (1987) 658–682

[25] Burns L.E., *"The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics",* Canadian Journal of Earth Science 22 (1985) 1020–1038

[26] Medaris L. G., *"High-pressure peridotites in south-western Oregon"*, Geological Society of America Bulletin 83 (1972) 41– 58.

[27] DeBari S. M., Coleman R. G., *"Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic– mafic assemblage, Tonsina, Alaska"*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth 94 (1989) 4373–4391.

[28] Le Bas M. J., *"The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage"*, American Journal of Science 260 (1962) 267-288.

[29] Kushiro I., *"Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks"*, American Journal of Science 258 (1960) 548-554.

[30] Bence, A. E., Papike J. J., Ayuso R. A., *"Petrology of Atlantic island arcs"*, Bulletin of Volcanology 32 (1975) 189-206.

[10] Esmael Zadeh Moghddam H., Shafahii Moghaddam H., Ghorbani, Gh., *"Geochemistry and petrogenesis of gabbroids in the Soleimanieh ophiolites, Sabzevar"* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22 (2015) 647-658.

[11] Shafaii Moghadam H., Stern R.J., Rahgoshay M., *"The Dehshir ophiolite (central Iran): geochemical constraints on the origin and evolution of the inner Zagros ophiolite belt"*, Geological Socoiety, America Bulletin 122 (2010) 1516–1547.

[12] Ghasemi H., Juteau T., Bellon H., Sabzehei M., Witechurch H., Ricou L.M., *"The mafic–ultramafic complex of Sikhoran (central Iran): a polygenetic ophiolitic complex"*, Geoscience 334 (2002) 431–438.

[13] Mohammadi M., Ahmadipour H., Moradian A., *"The use of mineral chemistry in the study of origin and evolution of dunitic rocks from Ab-Bid ultramafic complex (East Haji Abad, Hormozgan Province)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2017) 621-634.

[14] Peighambari S., Ahmadipour, H., *"Application of chromite composition as a petrological indicator for determination of the Dehsheikh ultramafic complex origin (south of Kerman Province, Iran)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2012) 415-428.

[15] Sabzehei M., Berberian M., Alavi-Tehrani N., Houshman Zadeh A., Nougole-Sadat M.A.A., Madjidi B., *Geological quadrangle map of Iran*, Geological Survey of Iran, No. 112 (1994).

[16] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., RossM., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., *"Nomenclature of pyroxenes"*, Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-550.

[17] Berger J., Féménias O., Mercier J. C. C., Demaiffe D., *"Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker"*, Journal of Metamorphic Geology. 23b (2005) 795-812.

[18] Hodges F.N., Papike J.J., *"DSDP site 334 :magmatic cumulates from ocean layer 3",* Journal of Geophysical Research 81 (1976) 4135–4151

[19] Hébert R., Laurent R., *"Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new*

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]

[31] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., *"Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts"*, American Mineralogist 64 (1979) 501-513.

[32] Bagci U., "The geochemistry and petrology of the ophiolitic rocks from the Kahramanmaras region, Sothern Turkey", Turkish Journal of Earth Science 22 (2013) 1–27.

[33] Arvin M., Babaei A., Ghadmi G., Dargahi S., Ardekani A.S., "The origin of the Kahnuj ophiolitic complex, SE of Iran: constrains from the whole rock and mineral chemistry of the Bande-Zeyarat gabbroic complex", Ofioliti 30 (10) (2005) 1–14.

[34] Mahood G. A., Baker D. R., *"Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 93 (1986) 251–264.

[35] Aoki K., Shiba I, *"Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan"*, Lithos 6 (1973) 41–51.

[36] Letterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series"*, Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139–54.

[37] Helz R.T., *"Phase relationships of basalts in their melting range at pH2O = 5 kb as a function of oxygen fugacity"*, Journal of Petrology 14 (1973) 249-302.

[38] Asthana D., *"Relict clinopyroxenes from within-plate metadolerites of the Petroi metabasalt, the New England fold belt, Australia"*, Mineralogical Magazine 55 (1991) 549–561.

[39] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolitic basalts as petrogenetic indicator"*, Chemical Geology 77 (1989) 165–182.

[40] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations"*, Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119 (1997) 55-60.

[41] Brey G.P., Khler T. *"Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers"*, Journal of Petrology 31 (1990) 1353–1378.

[42] Putrika K.D., *"Thermometers and Barometers for Volcanic Systems"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69 (2008) 61-120.

[43] Lindsley I., *"Pyroxene thermometry"*, American Mineralogist 68 (1983) 477-493.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.301]